

ЛЕДНИКИ ЗАПАДНОЙ И СЕВЕРНОЙ ПЕРИФЕРИИ ТЯНЬ-ШАНЯ ЗА 2000 ЛЕТ

Изучение недавней истории оледенения в последние годы переживает подъем в связи с применением аналитических методов исследования и в первую очередь методов биоиндикации. С их помощью стало возможно определять время наступаний ледников, реконструировать размеры оледенения в прошлом, восстанавливать изменения климатического фона. Наиболее информативные методы, которые при этом применяются – лихенометрия и радиоуглеродное датирование морен.

Методы

В работе использована широко известная стандартная методика радиоуглеродного датирования образцов торфа и других органогенных образований, погребенных в ледниковых и флювиогляциальных отложениях.

Модификация лихенометрического метода, применяемая нами для датирования ледниковых отложений на Тянь-Шане, описана ранее [1]. Она состоит в измерении на каждой датированной форме рельефа наиболее крупных лишайников и выборе из них максимального, который и используется для косвенной характеристики возраста. В случае, если размер максимального лишайника существенно отличается от среднего, рассчитанного для трех (пяти) наибольших диаметров, этот лишайник считается аномальным и из расчетов исключается, а вместо него в выборку добавляется следующий по размеру. В качестве индикаторов использованы лишайники *Caloplaca elegans*, *Aspicilia tianshanica*, *Rhizocarpon geographicum*.

Переход от относительных значений возраста рельефа к абсолютным осуществляется на основе уравнений, связывающих размер лишайника с возрастом субстрата, построенных нами для долины Аксай, расположенной на северном склоне Киргизского хребта [11].

$$t = -25,8 + 1,82dCal \quad (1)$$

$$t = -44,8 + 5,3dAsp + 0,01d2Asp \quad (2)$$

$$t = 24,8 + 13,5dRh \quad (3)$$

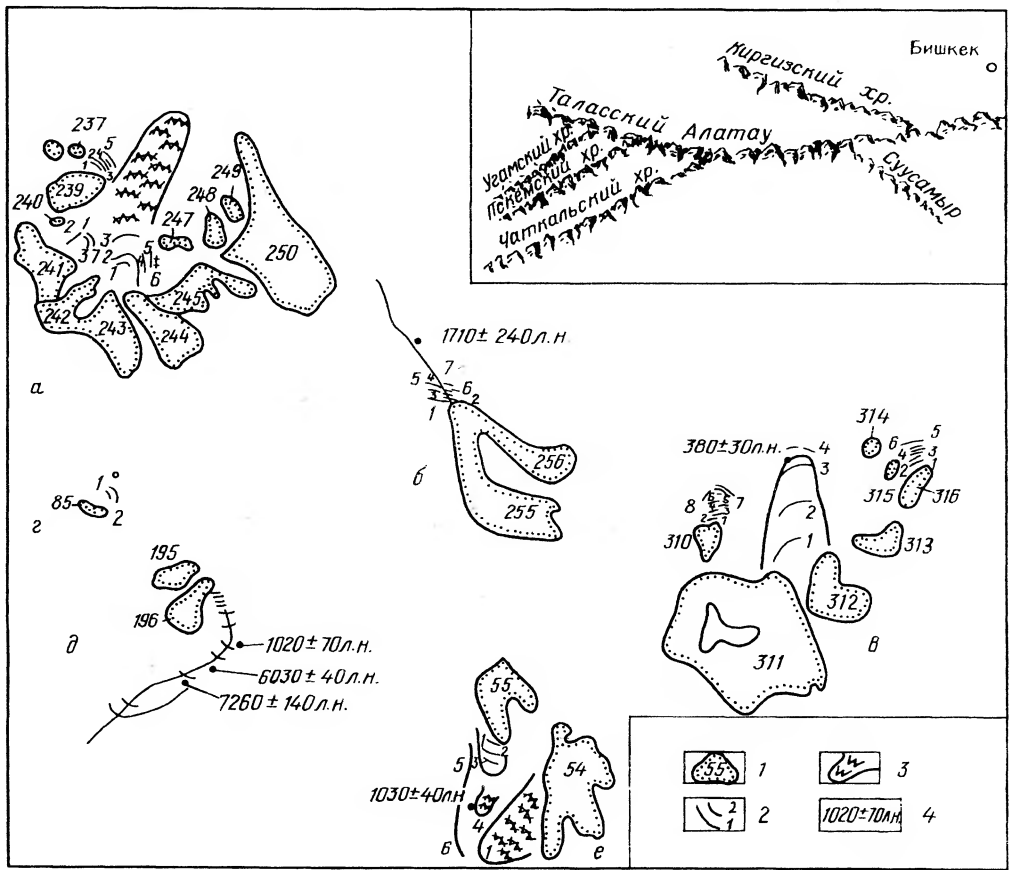
$$t = 43,2 + 13,25dRh + 0,01d2Rh \quad (4)$$

где t – возраст поверхности, гг.; d – диаметр соответствующего лишайника, мм.

Уравнение (1) приводится здесь впервые. Оно рассчитано по корреляции размеров максимальных диаметров лишайника *Caloplaca elegans* со значениями максимальных диаметров *Aspicilia tianshanica*.

Район работ

Исследования проводили в 1989–1990 гг. на северном макросклоне Киргизского хр. (долины Ала-Арча и Ноуруз), на Угамском (долины Сайрамсу и Анаульген) и Пскемском (долина Баркрак) хребтах (рисунок). Главная особенность этих районов состоит в том, что они расположены благоприятно по отношению к основным влагонесущим потокам и поэтому получают достаточно много осадков, что способствует развитию ледников. Здесь ниже, чем на Центральном Тянь-Шане, проходят снеговая граница и нижний предел оледенения, а ледники отличаются более интенсивным массоэнергообменом. Основные гляциологические различия между Северным и Западным Тянь-Шанем связаны с несколько более теплым климатом, большим количеством осадков и меньшей высотой гор на западной периферии. Суммарный эффект этих различий – меньшие размеры ледников на Западном Тянь-Шане.



Пункты лихенометрического датирования ледниковых отложений на предпольях ледников Западного и Северного Тянь-Шаня
 а – ледники бассейна р. Ала-Арча, б – ледник Аксай, в – ледники бассейна Ноуруз (Киргизский хр.), г – ледник бассейна р. Сайрамсу, д – ледник Турпакбель Нижний (Угамский хр.), е – ледники бассейна р. Баркрак (Пскемский хр.).
 1 – ледники, 2 – морены и номера точек лихенометрической съемки (см. текст), 3 – каменные глетчеры, 4 – радиоуглеродные даты

История исследований

Колебания ледников за исторический период на Северном и Западном Тянь-Шане изучены крайне поверхностно. Это связано прежде всего с относительно поздним началом исследований в высокогорьях: первые путешественники, которые обратили внимание на состояние ледников, появились на Тянь-Шане лишь в конце прошлого – начале нынешнего века. Судя по этим отрывочным и эпизодическим данным, в целом во второй половине XIX в. ледники северной и западной периферии Тянь-Шаня отступали [2–6], но в первом и втором десятилетии нынешнего столетия многие из них испытали подвижки [5, 6]. Затем проявилась тенденция к устойчивой деградации, хотя в отдельные годы, например, в 1950-е, ледники переходили к стационарному режиму или даже наступали, не достигая, однако, своих позиций начала века [7].

Попытки подойти к проблеме с палеогеографических позиций, т.е. с использованием ледниковых отложений в качестве источника информации, позволили установить лишь то, что прежде – предположительно в течение предыдущих нескольких столетий – ледники Северного Тянь-Шаня были больше современных и в результате многочисленных наступаний сформировали серию мощных незадернованных морен с погребенным льдом, которые расположены

Название, номер ледника	№ точек	Описание точки	D, мм <i>Caloplaca</i>			Возраст, л
Ала-Арча 242–245						
Центрально-Аларчинские	1	конечная морена	27	25	21	23
	2	конечная морена	91	65	54	140(93)
	3	конечная морена	95	90	83	147
	4	береговая морена	41	39	38	49
	5	береговая морена	95	78	72	147(116)
	6	скалы				
240–241	1	береговая морена	77	77	76	114
	2	днище кара	80	78	77	120
	3	конечная морена	98	67	65	153
	4	конечная морена				
237, 239	1	зандр	38	38	37	43
	2	конечная морена	56	54	52	76
	3	конечная морена	99	94	91	154
	4	дист. часть т. 3	150	93	82	247
	5	конечная морена				
255 и 256	1	конечная морена	46	46	40	58
Аксай	2	дист. часть т. 2	72	70	66	105
	3	береговая морена	71	69	58	103
	4	береговая морена	88	83	83	134
	5	конечная морена	92	87	86	142

вблизи концов современных ледников [1, 8 и др.]. По схеме А.В. Шнитникова [9] эти морены носили название стадии Фернау и не расчленились на отдельные возрастные генерации. Насколько нам известно, для Западного Тянь-Шаня – Пскемского и Угамского хребтов – отсутствуют и такие сведения. Таким образом, в связи с недостатком радиоуглеродных дат и других источников сведений о возрасте морен, хронология колебаний ледников и связанный с ней вопрос масштабов наступаний оставались до недавнего времени совершенно не исследованными.

Результаты лихенометрического и радиоуглеродного датирования морен

Северный Тянь-Шань. Киргизский хребет. Ледники в бассейне р. Ала-Арча. В центральной части северного макросклона Киргизского хребта в верховьях р. Ала-Арча находится 11 ледников (№ 237–247) общей площадью 9,0 км² [6]. Эти ледники расположены у стенок огромного древнего цирка, дно которого занято каменным глетчером площадью около 4 км², спускающимся до высоты 3170 м (рисунком, а).

По наблюдениям в июле 1989 г., у концов сливающихся ледников № 242–245 находилась молодая зандровая площадка длиной около 70 м, еще совершенно не освоенная растительностью. За ней расположена конечная морена (3450 м), на которой также еще нет лишайников, но уже отмечено несколько видов цветковых растений. Через несколько десятков метров за этой грядой заметен перегиб рельефа, по-видимому, связанный с недавним стационарным состоянием ледника. Здесь, на высоте около 3400 м, впервые появляются лишайники *Caloplaca* sp., и возраст поверхности оценивается в 20–30 лет (таблица, т. 1). Не исключено, что это следы стадии 1950-х гг., упомянутой выше. Еще одна невысокая молодая морена (т. 2), подпруживающая небольшое озеро на высоте 3310–3320 м, имеет возраст 70–80 лет. Ниже этой морены расположен зандр еще с одним озером (урез 3250 м), которое также обрамлено моренной грядой (т. 3). Это наиболее ясно выраженная и сохранившаяся конечная морена, возраст которой по лихенометрии установлен достаточно определенно в 150–170 лет.

Изучение поверхности береговых морен, правда, не вполне хорошо сохранившихся, показывает, что здесь можно выделить аналоги двух стадий. Первая (т. 4), относительно

D, мм Aspicilia		Возраст, л		D, мм Rhizocarpon			Возраст, л	Наиболее вероятный возраст, л
19	18	17	60					20–30
								60–100
								150
								50
38	29	27	171(117)					150–170
205	172	145	1462	58	53	52	845	>1500
24	24	24	88	43	42	40	631	600–700
28	27	26	111					110–120
39	30	29	177					150–180
105	56	56	622					>600
16	15	12	43					40–50
15	14	14	37					70–80
46	45	43	220	7	7	6	136	220
50	48	47	245	7	4	3	136	240–250
250	170	163	1905	97	89	82	1423	1400–1900
14	11	11	31					30–50
21	20	19	71					70–110
18	18	17	54					50–110
28	27	25	111	9	9	7	163	130–170
31	30	27	129	7	5	5	136	140–150

молодая, ясно прослеживается в виде уровня серых и розовых гранитов. Она выклинивается примерно на уровне морен (тт. 1 и 2). Самая высокая береговая морена (т. 5) – консолидированная, ясно выраженная, обрамляет не только ледники 242–245, но и ледник 246 и несомненно является аналогом конечной морены (т. 3). Интересно, что на этом уровне за береговым валом другой, более древней морены нет. Минимальный возраст скального обрамления, судя по размеру лишайников, составляет около 1500 лет. Это свидетельствует о том, что за последние минимум полтора тысячелетия ледник имел максимальные размеры в начале прошлого века.

К сожалению, мы не имели возможности подробно исследовать отложения, расположенные за пределами описанного моренного комплекса. Нам лишь удалось установить, что ниже конечной морены (т. 3) на высоте 3200 м расположена еще одна полуразмытая гряда: размеры лишайников на ней меньше, чем на более молодой (т. 3). Ниже этой гряды расположен огромный каменный глетчер, который спускается до высоты около 3170 м. Систематических работ на нем не проводилось, но замеры отдельных лишайников показывают, что его возраст составляет минимум 1500 лет.

Ледник № 241 занимает соседний кар. Вдоль днища кара протягиваются моренные гряды, сформированные присклоновыми ледничками. Валу содержат мертвый лед. Их поверхность свежая, без лишайников. У задней стенки кара раньше находился еще один ледник (№ 240), который сейчас исчез совершенно. На его месте, на высоте 3515 м, заметны следы небольшого озера, которое снизу подпруживалось скальным ригелем, справа – мореной ледника № 241. Уровень этого озера был на 1–2 м выше современного днища. Судя по размерам лишайников на внешнем крае морены (т. 1) и на днище кара (т. 2), это озеро существовало 110–120 лет назад. Видимо, оно питалось водами небольшого всячего ледничка, морены которого хорошо видны на стенке кара. С внешней стороны кар резко обрывается вниз. Под этим обрывом имеются следы конечных морен ледника, но из-за большой крутизны склона валы нестабильны и их возраст определяется условно. Предположительно выделяется только стадия на высоте 3460 м возрастом 150–180 лет (т. 3). По мере удаления от бровки кара возраст морен удревняется. На высоте 3450 м он оценивается примерно в 600–700 лет (т. 4).

Ледники № 237 и 239 лежат в следующем, более низко расположенном каре левого борта долины. Ледник № 237 находится значительно выше ледника № 239 и отделен от него скальным ригелем. Ледник № 239 в момент нашего посещения 11.07.89 оканчивался на высоте 3532 м и

спускался в небольшое озерко, которое занимало часть зандра. В дистальной части этого зандра, за озером, примерно в 150 м от конца языка, появляются первые лишайники сразу довольно значительных размеров (т. 1). Морена, замыкающая эту часть зандра (т. 2), являлась подпрудой для озера, которое в то время, т.е. 40–50 лет назад, было больше и занимало всю верхнюю ступень рельефа. Молодая морена (т. 2) примыкает к более древней (т. 3, 4), лежащей на ригеле и ограничивающей кар со стороны основной долины. Возраст этой стадии по лишайникам определяется довольно надежно как середина XVIII в. Эта морена, в свою очередь, налегает на полузадернованную (т. 5), минимальный возраст которой составляет около 2000 лет. Ниже расположены еще два вала, которые уже не могут быть датированы с помощью лихенометрии.

Таким образом, очевидно, что ледники № 237–239 отделились от основного ледника в долине примерно в первой половине I тысячелетия н.э. Отделение ледников № 240 и 241 произошло около 600–700 л.н. Ледники № 242–246 существовали как единое целое до отделения ледника № 246 примерно 170 л.н.

Подобные данные о наступаниях ледника Аксай (№ 255 и 256) изложены в нашей работе [11]. На предполье этого ледника визуально выделяется до 5–8 молодых незадернованных валов, содержащих мертвый лед (рисунок, б). Однако многие из них не являются стадийными моренами, а обязаны своим происхождением термокарстовым процессам. По лихенометрическим данным можно выделить 3–4 разновозрастных моренных генерации. Морены самой молодой генерации начинаются в 40–50 м от конца ледника и простираются на 130–150 м вниз по долине. Дистальная часть комплекса (т. 2) сформировалась, по-видимому, несколько раньше проксимальной (т. 1), однако выделить отдельные стадии деградации ледника по следам в рельефе невозможно. Сохранившийся фрагмент береговой морены (т. 3), судя по размерам растущих на нем лишайников, также должен быть отнесен к этому комплексу, формирование которого, наиболее вероятно, относится к началу XX в.

Морены второй возрастной генерации представлены мощным незадернованным валом, который тянется вдоль правого борта долины и представляет собой хорошо выраженную морфологически береговую морену (т. 4). На высоте около 3100 м на ригеле прослеживается фрагмент конечноморенного вала, который может быть отнесен к той же стадии наступания ледника или к очень близкой по времени (т. 5). К сожалению, неясная морфология морен, в частности, отсутствие видимого сочленения конечного и берегового валов, не позволяет решить вопрос, относятся ли эти формы к одной стадии или к двум разным. Оценки возраста этих морен по кривым роста лишайников *Aspicilia* sp. и *Rhizocarpon* варьируют в пределах 130–170 лет.

Последняя моренная генерация, которая была охвачена лихенометрической съемкой, состоит из двух полузадернованных фрагментов, частично перекрытых более молодым валом. По правому борту долины на высоте около 3380 м сохранился фрагмент береговой морены площадью в несколько десятков м² (т. 6). Ниже по долине на втором ригеле на высоте 3000–3600 м прослеживается конечная морена того же возраста (т. 7) – около 600–700 лет. Кроме описанных морен, ниже системы ригелей, в долине имеются следы еще нескольких более древних стадий наступания ледника, возраст которых выходит за пределы лихенометрического датирования. Древние моренные валы прослеживаются до высоты около 2700 м.

Под системой древних ригелей на высоте 2750 м река пропиливает валунно-галечную толщу несортированных отложений береговой морены. В этой толще на глубине около 1 м нами обнаружена погребенная почва, радиоуглеродный анализ которой показал, что она имеет возраст 1710 ± 240 лет (ИГАН-1030). К сожалению, замыкание расположенной на этом уровне береговой морены в конечную неясно. Следы этой морены можно усмотреть в слабо выраженном возвышении, расположенном примерно на 100 м вниз по течению реки. Однако однозначно утверждать, что это действительно конечная морена, невозможно, поскольку на всем протяжении днище долины р. Аксай, которая является активным селевым бассейном, сильно эродировано, и ледниковые формы рельефа имеют плохую сохранность.

Ледники в долине р. Ноуруз. Примерно в 30 км к востоку от долины р. Ала-Арча на северном макросклоне Киргизского хребта находится долина р. Ноуруз. В верхнем течении р. Ноуруз расположено 9 ледников (№ 310–318) общей площадью 13,5 км² [10] (рисунок, в).

Ближайшая к концу ледника 310 конечная морена в момент нашего посещения 5.8.91 находилась на расстоянии около 300 м от него. Этот вал сложен мертвым льдом и лишь сверху слегка засыпан моренным материалом. Поверхность морены нестабильна и, вероятно, постоянно нарушается термокарстовыми просадками. В пределах вала можно выделить следы 2–3 отдельных стадий, которые не слишком надежно, но все же датируются концом XIX – началом XX, началом XIX, концом XVII – началом XVIII вв. (т. 1–3).

Следующий вал также не задернован и, видимо, несет в себе следы нескольких ледниковых подвижек. Ориентировочно его возраст оценивается в 700–1200 лет (т. 4–8). Интересно, что и в этой морене сохранилось ледяное ядро, о чем свидетельствуют выходы льда в ее обнажениях. В целом оба вала составляют единый массив молодых морен со свежей нестабильной поверхностью, которые отличаются от лежащих ниже полуздернованных и задернованных морен. Ниже, в диапазоне высот 3620–3530 м, находится серия валов, минимальный возраст которых, судя по размерам лишайников на них, – 1,5–2,0 тыс. лет (т. 8). За ними начинается новая серия древних морен, которые тянутся на несколько километров вниз по долине и заполняют весь ее верхний ярус. Три ближайšie находятся на высотах 3440–3400, 3300, 3100 м. Максимальная депрессия конца ледника во II тысячелетии н.э. оценивается примерно в 180 м, в I тысячелетии н.э. – в 270 м.

Ледник № 311 – самый крупный долинный ледник в бассейне р. Ноуруз. Конец ледника на протяжении около 3 км забронирован моренным чехлом, который фактически представляет собой каменный глетчер, что создавало определенные сложности для применения лихенометрического метода. Однако поверхность каменного глетчера расчленяется на три разновозрастных генерации (т. 1–3), которые, видимо, соответствуют наступаниям ледника в первой половине XX, середине XIX вв. и примерно 500–600 лет назад.

Еще об одном этапе наступания ледника косвенно свидетельствуют данные радиоуглеродного анализа образца погребенной почвы, отобранного из-под фронта каменного глетчера. Образец датировался по гуминовым кислотам. Возраст погребенной почвы оказался равным 380 ± 30 лет (ИГАН-1387), тогда как перекрывающий почвенный горизонт морены, судя по лихенометрическим данным, были отложены не позднее конца XV в., а возможно, и в начале XIV в. Это говорит о том, что в начале XVII в. произошла подвижка каменного глетчера, вероятнее всего, связанная с наступанием ледника. Разумеется, не исключено также, что погребение почвы связано и с собственным движением каменного глетчера.

Морена конца I тыс. н.э. (т. 4) не примыкает к телу каменного глетчера, а отстоит от него на 100–150 м и представляет собой типичный напорный вал высотой до 40 м. Очевидно, что этот вал формировался иначе, чем морены малого ледникового периода.

В момент нашего посещения на предполье ледника № 315 мы обнаружили несколько молодых морен, первая из которых примыкала непосредственно к концу ледника и была образована, вероятно, в течение последних 10–20 лет. Следующая морена удалена от ледника на расстояние около 100 м и, так же как и предыдущая, не может быть датирована из-за отсутствия на ее поверхности лишайников. На следующей конечной морене лишайники уже обильны. В пределах одного уровня в интервале высот 3650–3680 м здесь выделяются следы по крайней мере двух стадий возрастом около 30–50 и 80–120 лет (т. 1–2). За этой мореной на высоте примерно 100 м над дном долины расположена плоская площадка (т. 3) шириной около 10 м. Возраст этой площадки, т.е. периферии всего вала, – около 260 лет.

Следующий моренный вал (т. 4) отделен от предыдущего и расположен на высоте 3630 м. Его возраст – около 470–500 лет. По периферии этой морены расположен невысокий незадернованный вал (т. 5) на высоте около 3600 м. Его возраст – около 700–900 лет. Эта морена (т. 6) налегает на выровненную полуздернованную поверхность морены явно более древнего облика: она покрыта куртинами мха и подушечниками. Ее внешний склон круто обрывается в долину 300-метровым уступом. Минимальная оценка возраста – около 1300 лет. В нынешнем тысячелетии ледник занимал наиболее низкое положение. примерно на 100 м ниже современного, около 400 л.н. и, возможно, в начале тысячелетия. В I тысячелетии н.э. конец ледника был на 200 м ниже современного.

Западный Тянь-Шань. Долина р. Сайрамсу. В долине Сайрамсу изучен моренный комплекс карового ледника № 85 площадью около 0,2–0,3 км², конец которого расположен на высоте около 3060 м (т. 4), и пустой кар на высоте 2870–2930 м (рисунок, з).

Ледник № 85 обрамляет моренный комплекс, который, судя по размерам лишайников, формировался в течение всего малого ледникового периода, и морена проецировалась на дно долины по мере отступления ледника. Внутренний вал конечной морены (т. 1), на высоте 2980 м, имеет возраст примерно 180 лет, тогда как дистальная часть того же самого вала (т. 1) на высоте 2950 м, по нашим оценкам, сформировалась около 340 л.н. Из этого следует, что во время второй стадии наступания последнего тысячелетия ледник не покидал пределов своего кара. На следующей высотной ступени (2870–2930 м) исследован пустой кар, освободившийся ото льда, по нашим оценкам, около 800 л.н. В каре, расположенном на более низкой высотной ступени, ледник исчез значительно раньше – более 700 л.н.

Угамский хребет. Долина р. Анаульген. Турпакбель Нижний № 196 – каровый ледник

восток-юго-восточной экспозиции, занимающий диапазон высот 3260–3640 (рисунок, д). Подробно его история освещена в работе [12]. В целом, судя по инструментальным наблюдениям за концом ледника, с 1929 по 1986 гг. он отступил на 57 м по вертикали и на 228 м по горизонтали. Вблизи ледника (до 200 м от фронта) обнаружено шесть небольших, неясно выраженных конечноморенных валов, которые маркируют задержки в отступании ледника в XX в. Ниже, за небольшим перегибом рельефа расположена морена высотой до 10 м, которая, видимо, была описана Б.А. Федченко в конце прошлого века. К сожалению, все эти морены почти лишены корковых лишайников и не могут быть датированы с помощью лихенометрии. На более древних моренах, где лишайники появляются в большом количестве, они, видимо, отличаются по своему видовому составу и скоростям роста от лишайников в других долинах на периферии Тянь-Шаня, поэтому оценки возраста поверхностей имеют в этом случае сугубо предположительный характер.

Конечная морена, расположенная на высоте около 3100 м, имеет незадернованный внутренний склон и внешний, покрытый растительностью. Судя по размерам лишайников, возраст полузадернованной проксимальной и задернованной дистальной частей этого вала различается на несколько столетий, что свидетельствует, по-видимому, о том, что ледник довольно долгое время находился в положении, маркируемом этим валом. Ниже этой морены расположен задровый торфяник, который, судя по результатам радиоуглеродного датирования, имеет возраст 1020 ± 70 лет (ИГАН-1038). Таким образом, можно утверждать, что ледник Турпакбель Нижний на протяжении обеих фаз наступания в нынешнем тысячелетии занимал практически одно и то же положение, спускаясь примерно на 160–170 м ниже, чем сейчас.

Пскемский хребет. Ледники в долине Баркрак. На северо-западном макросклоне Пскемского хребта в верховьях р. Баркрак расположено четыре ледника № 52–55 [13] общей площадью 5,1 км² (рисунок, е). Лихенометрическая съемка проводилась на моренном комплексе ледников № 54 и 55. К современным концам обоих ледников примыкают обширные каменные глетчеры. Судя по крутизне фронтальных частей, оба глетчера являются активными. Размеры лишайников на их поверхности (т. 1, 2), свидетельствующие о том, что каменный субстрат начал осваиваться сравнительно недавно, в начале нынешнего столетия, вряд ли отражают реальный возраст этих образований. Вероятнее всего, они маркируют время относительной стабилизации этих поверхностей. Каменный глетчер ледника № 55 состоит из двух разновозрастных фрагментов, расположенных на разных высотах и изолированных друг от друга скальной ступенью древнего ригеля, на которой обнаружена задернованная конечная морена возрастом около 650 лет (т. 4). Расположенный под ригелем фоссильный каменный глетчер (т. 5), вероятнее всего, уже не содержит мертвого льда. Образование его мы связываем с отступанием ледника, во время которого нижняя часть языка по мере таяния льда и понижения уровня поверхности оказалась под ригелем и, потеряв связь с ледником, была забронирована собственным моренным материалом. Поверхность этого фоссильного глетчера заселена лишайниками, судя по размерам которых, ее образование относится примерно к началу нынешнего – концу прошлого тысячелетия. Лихенометрическая оценка возраста общей береговой морены ледников № 54 и 55 (т. 6, 7), которая прослеживается вдоль южного борта долины в интервале высот от 3180 до 3430 м, дает примерно тот же результат.

На высоте 3300 м был изучен задровый торфяник, расположенный под упоминавшимся выше скальным ригелем внутри контура общей береговой морены сливавшихся ледников № 54 и 55. Судя по местоположению этого торфяника, он мог образоваться только после распада единого некогда ледника. Возраст базального горизонта торфа оказался равным 1030 ± 35 лет (ИГАН-1378), что свидетельствует о том, что лихенометрические оценки возраста береговой морены и каменного глетчера, возможно, несколько занижены, но в целом весьма правдоподобны. Таким образом, ледник № 55 занимал наиболее низкую позицию в нынешнем тысячелетии примерно 650 л.н., опускаясь на 100 м ниже своего современного положения. Во время предыдущей стадии наступания, не позднее конца I тысячелетия н.э., депрессия его конца, по сравнению с современностью, составляла не менее 300 м.

Обсуждение результатов

В результате лихенометрического датирования морен и радиоуглеродного датирования торфяников нам удалось установить, что на протяжении двух последних тысячелетий ледники Северного и Западного Тянь-Шаня неоднократно наступали. Наиболее часто встречаются морены, образовавшиеся 30–50 лет назад, а также начала XX, конца, середины и начала XIX, XVI–XVIII вв. Кроме того, обнаружены стадийные морены, сформировавшиеся около 500–

700 (900) л.н. и с минимальным возрастом 1500–2000 лет. Первая дата относится к самым молодым моренам, которые образовались в результате кратковременных подвижек или стационарирования ледников, имевших место на общем фоне их отступления в XX в. Эти события для многих ледников зафиксированы документально. Первые два десятилетия нынешнего века известны как период стационарного состояния или даже наступания многих ледников Северного и Западного Тянь-Шаня после периода отступления (см. например, [14]). Конец XIX в. в целом характеризуется как период деградации оледенения. Так, сравнивая условия путешествия Б.А. Федченко в 1897 г. [4] с состоянием ледников и снежного покрова в 1903 г., О.А. Шкапский [15] пришел к выводу о том, что они существенно изменились: увеличилось количество снега, возросла продолжительность его залегания, расширились площади некоторых ледников. Наблюдения за положением снеговой границы на северном склоне Заилийского Алатау, которые ведутся с 1879 г., показывают, что наиболее низко она была расположена в 1901 и 1907 гг. [16]. Еще более низкое ее положение отмечал П.П. Семенов-Тянь-Шанский в 1857 г. Соответствующая фаза наступания ледников известна для Внутреннего Тянь-Шаня [13]. В этот период – в середине и начале прошлого века – наступали ледники в большинстве горно-ледниковых районов мира (см., например, [9]). Как видно из таблицы, указанное наступание характерно для большинства изученных нами ледников. По данным дендрохронологии, на Северном Тянь-Шане периоды, благоприятные для оледенения, охватывают конец XVIII – начало XIX вв., 1830, 1850, 1910-е гг. [18], т.е. относятся к тем же временным интервалам, что и реконструированные в данной работе на основе лихенометрии морен. Таким образом, косвенно подтверждается совпадение лихенометрических датировок морен с другими данными о наступании ледников, по крайней мере, для последних двух столетий. Более ранние наступания, относящиеся к XVI–XVIII вв., также известны на Тянь-Шане [1], однако, других, кроме лихенометрических датировок, подтверждений возраста этих наступаний мы не имеем.

Специальных комментариев требуют датировки морен, относящихся, судя по лихенометрии, к рубежу I и II тысячелетий нашей эры, поскольку они уже не укладываются в рамки малого ледникового периода, а частично попадают на средневековый климатический оптимум, установленный ранее для Тянь-Шаня на основе радиоуглеродного, пыльцевого, лихенометрического анализов и археологических данных (см., например, [1]). По-видимому, трудно считать случайными и две радиоуглеродные даты базальных горизонтов торфяников, расположенных за моренами малого ледникового периода в долинах Баркрак и Турпакбель, которые, видимо, отражают теплые влажные условия, существовавшие около тысячи лет назад и способствовавшие образованию торфа, что скорее свидетельствует об остановках, неблагоприятных для оледенения. Вопрос усложняется тем, что в этом временном диапазоне ошибка лихенометрического датирования существенно возрастает, и при отсутствии независимого контроля можно усомниться в его правильности. Другое возможное объяснение состоит в том, что восстанавливаемые нами колебания ледников и климата имеют частоту, превосходящую разрешающую способность наших методов.

Следует также отметить, что на Северном и Западном Тянь-Шане, в отличие от Внутреннего [1], разновозрастные генерации морен разобщены в пространстве, тогда как во внутренних районах они более сближены между собой и образуют единые комплексы. Это свидетельствует о существенно больших амплитудах колебаний ледников в периферийных районах, где маленькие ледники увеличивались по площади в несколько раз, в то время как площади крупных ледников внутренних областей Тянь-Шаня превышали современные не более, чем на 10–20%. Вероятно, объем ледников континентальных областей увеличивался преимущественно не за счет расширения площадей, а благодаря увеличению мощности ледников.

Выводы

1. Периоды наступания ледников на Северном и Западном Тянь-Шане, по нашим оценкам, имели место в середине и в начале XX в., в конце, середине и начале XIX в., в XVI–XVIII вв. Кроме того, обнаружены стадияльные морены, образовавшиеся около 500–700 (900) л.н. и с минимальным возрастом в 1500–2000 лет, однако разные ледники имеют неодинаковый набор стадий. Практически у всех исследованных ледников морены нынешнего тысячелетия содержат мертвый лед и являются незадернованными.

2. Размеры ледников Северного и Западного Тянь-Шаня за последние 2000 лет в целом сократились. 400–150 л.н. концы ледников в среднем были ниже, чем сейчас, на 50–100 м.

Около 2000 л.н. они опускались и на 110–120 м по сравнению с современным положением. Колебания крупных ледников обладали большим размахом, понижение концов ледников составляло до 200–250 м для стадии 400–150 л.н. и 300–350 м для стадии около 2000 л.н. На Северном и Западном Тянь-Шане, в отличие от Внутреннего [1], разновозрастные генерации морен разобцены в пространстве, тогда как во внутренних районах они более сближены между собой и образуют единые комплексы. Это свидетельствует о существенно больших амплитудах колебаний ледников в периферийных районах, где маленькие ледники увеличивались по площади в несколько раз, в то время как площади крупных ледников внутренних областей Тянь-Шаня превышали современные не более, чем на 10–20%. Вероятно, объем ледников континентальных областей увеличивался преимущественно не за счет расширения площадей, а благодаря увеличению мощности ледников.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Морены – источник гляциологической информации. М.: Наука, 1989. 240 с.
2. *Венюков М.И.* Очерки Заилийского края и Причуйской страны // Изв. Русск. Геогр. об-ва. Кн. 4. СПб., 1861. С. 35–61.
3. *Лангваген В.В.* Ледники хребтов Александровского, Заилийского и Кунгей Алатау // Изв. Импер. Русск. Геогр. об-ва. Кн. 48. СПб., 1907. С. 43–64.
4. *Федченко Б.А.* Поездка в Западный Тянь-Шань для изучения ледников Таласского Алатау // Изв. Импер. Русск. Геогр. об-ва. Кн. 34. СПб., 1898. С. 403–423.
5. *Корженевский Н.Л.* Некоторые результаты физико-географических наблюдений в средней части Александровского хребта в 1932 г. // Материалы по гидрологии Узбекистана. В. 15. 1933. С. 67–79.
6. Сельскохозяйственное обозрение Семиреченской области на 1914 г. В. 3. Верный, 1915. С. 96–98.
7. *Айзин В.В.* Оледенение и его эволюция в периферийных хребтах Северного Тянь-Шаня (на примере бассейна р. Ала-Арча): Автореферат... дис. канд. геогр. наук. М., 1988. 24 с.
8. *Максимов Е.В.* Ледниковое прошлое хребта Киргизский Алатау. Л.: Изд-во ЛГУ, 1980. 184 с.
9. *Шнитников А.В.* Изменчивость общей увлажненности материков северного полушария // Зап. ГО СССР. Т. 16. Нов. сер. М. Л.: Изд-во АН СССР, 1957. 377 с.
10. Каталог ледников СССР. Т. 14. Вып. 2. Ч. 2. Л.: Гидрометеиздат, 1973. 71 с.
11. *Solomina O.N., Savoskul O.S., Cherkinskiy A.E.* Glacier variations and mudflow activity in Aksay valley (Kirgiz Ridge) in the Late Holocene Time // Holocene. 1994. V. 4. № 1. P. 25–31.
12. *Соломина О.Н., Савоскул О.С.* Динамика ледника Турпакбель Нижний в голоцене и история оледенения Тянь-Шаня // Материалы гляциол. исслед. М.: 1993. В. 76. С. 47–53.
13. Каталог ледников СССР. Т. 14. В. 2, ч. 1. Л.: Гидрометеиздат, 1968. 40 с.
14. *Мушкетов Д.* Ледниковая область восточной Ферганы // Изв. Импер. Русск. Геогр. об-ва. Кн. 48. В. 1–5. СПб., 1907. С. 281–313.
15. *Шкапский О.А.* Две поездки в горы Ташкентского уезда // Изв. Импер. Русск. Геогр. об-ва. Кн. 42. СПб., 1907. С. 1–37.
16. *Пальгов Н.Н.* Основные метеорологические условия, фирновая линия и абляция в прошлой жизни Центрального Туяуксуйского ледника в Заилийском Алатау // Материалы гляциол. исслед. Хроника. обсуждения. М., 1968. Вып. 14. С. 82–90.
17. *Семенов П.П.* Первая поездка на Тянь-Шань, или небесный хребет // Вестн. РГО, СПб., 1858. С. 1–24.
18. *Соломина О.Н., Айзин В.В.* Реконструкция метеорологических показателей северного склона Киргизского хребта по дендрохронологическим данным // Материалы гляциол. исслед. М.: 1993. В. 77. С. 105–111.